Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.	32	3–21	München, 15. 12. 1992

DFG-Schwerpunkt
BIOGENE SEDIMENTATION
Riff-Evolution
und
Kreide-Sedimentation

Paläobathymetrische Untersuchungen mit Foraminiferen der Branderfleckschichten (Oberkreide, Chiemgauer Alpen)

Von FRITZ GEYER*

Mit 8 Abbildungen

Kurzfassung

Die oberkretazischen Branderfleckschichten sind an der Urschlauer Wand am Stirnrand der Lechtaldecke, 3 km SW Ruhpolding (Oberbayern), in mehreren Profilen aufgeschlossen.

Die Paläobathymetrie der flyschoiden Sandstein-/Mergelwechselfolgen wird mit Hilfe von statistischen Untersuchungen an Foraminiferen untersucht. Die dazu verwendeten Dreiecksdiagramme von STEHLI (1966), MURRAY (1973, 1976) und WEIDICH (1984 a) werden beschrieben und interpretiert. Nach den Ergebnissen dieser Modelle und der Lithologie nimmt der Ablagerungsraum der Branderfleckschichten litorale Bereiche (Untercenoman) bzw. den inneren bis äußeren Schelf (Obercenoman bis Santon) ein.

Abstract

The Upper Cretaceous Branderfleck beds of the Lechtal unit are exposed along several profiles of the Urschlauer Wand, 3 km SW Ruhpolding (Upper Bavaria, Germany).

The palaeobathymetry of the clastic sequences is examined by mean of statistics on foraminifers. Triangular graphs of STEHLI (1966), MURRAY (1973, 1976) and WEIDICH (1984 a) are described and interpreted. Due to these models and the lithology, the deposition depth of the Branderfleck beds includes litoral (Lower Cenomanian) as well as inner and outer shelf (Upper Cenomanian to Santonian).

*) Dipl.-Geol. F. GEYER, Luisenstraße 49, W-8000 München 2.

Inhalt

1. Geologischer Überblick

In den Nördlichen Kalkalpen wurde am Nordrand der Lechtaldecke das Gebiet um Brand/Urschlau, 3 km SW Ruhpolding, geologisch neu aufgenommen (Geyer 1990).

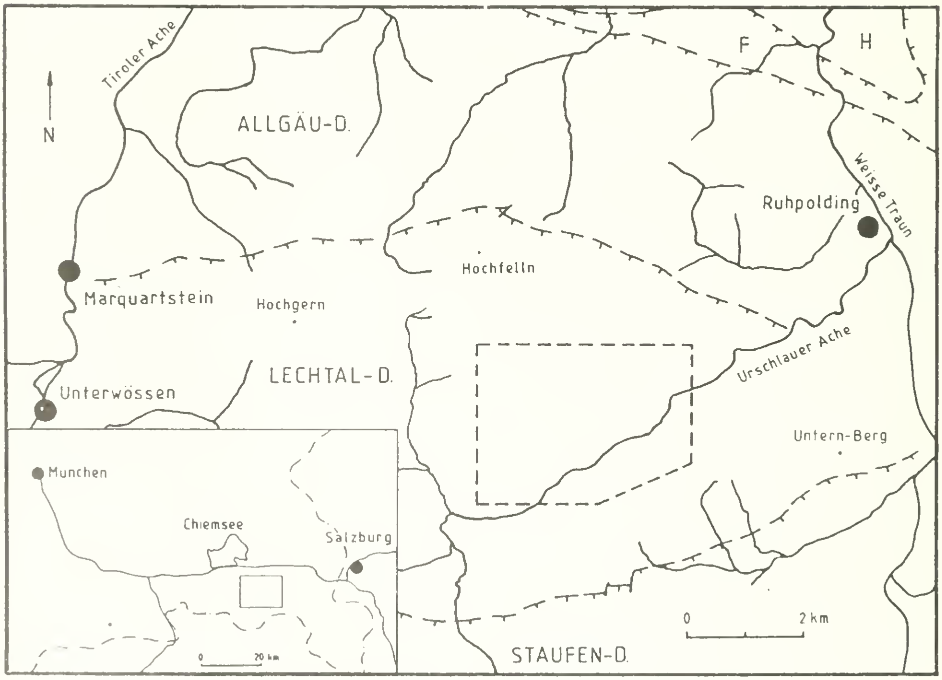


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes. H = Helvetikum-Zone, F = Flysch-Zone.

Eine kontinuierliche Sedimentationsabfolge in Bayerisch-Nordtiroler Fazies besteht vom Nor (Hauptdolomit) bis in das untere Mittelalb (Tannheimer Schichten).

Nach einer Schichtlücke vom Mittelalb bis zur Alb/Cenomangrenze transgredieren im Untercenoman als jüngstes mesozoisches Schichtglied die Branderfleckschichten über ein ausgeprägtes Erosionsrelief.

W/E- bis NW/SE-verlaufende Muldenzüge mit einer deutlichen Nordvergenz und häufig abgescherten Sätteln bilden die tektonische Grundstruktur des Arbeitsgebietes. Sie wurde in ihren Grundzügen im Oberalb während der austrischen Phase angelegt, da die transgressiven Oberkreideserien ab dem Untercenoman die Mulden diskordant überlagern.

2. Branderfleckschichten

Der Name Branderfleckschichten wurde von Gaupp (1980, 1982) für klastische Ablagerungen auf der Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke und der Lechtaldecke eingeführt. Als stratigraphische Reichweite wird Untercenoman (teils schon Vraconien) bis Turon angegeben. Weidich (1984a: 70) konnte nachweisen, daß die Branderfleckschichten der Lechtaldecke ohne Schichtlücke kontinuierlich bis in das Santon reichen, darunter auch im Arbeitsgebiet (Profil E, Abb. 2).

Kollmann (1968) beschrieb Kristallingeröll-führende Sedimente des Unteralb bis zur Alb/Cenomangrenze als Losensteiner Schichten. Diese Schichtbezeichnung wurde von Tollmann (1976) auf Oberkreidesedimente teils völlig andersartiger fazieller Ausbildung erweitert. Gaupp (1980, 1982) widerspricht dieser Erweiterung und führt mehrere Gründe an, die für eine Abtrennung und gesonderte Benennung der Branderfleckschichten sprechen:

- Die Losensteiner Schichten sind durch das Auftreten exotischer Gerölle gekennzeichnet. Diese allothigenen Bestandteile fehlen zumindest den unteren Branderfleckschichten völlig.
- Während des Apt und Alb wird die Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen durch ein externes Liefergebiet bestimmt (Ultrapienidischer Rücken).
- Ab dem obersten Alb bzw. Untercenoman bestimmen interne tektonische Vorgänge in den Kalkalpen die Sedimentation.

Die Untergrenze der Branderfleckschichten wird über der letzten, allothigene Komponenten führenden Schicht der Losensteiner Formation gezogen. Die Basis ist jedoch unterschiedlich entwickelt. In der Cenoman-Randschuppe entwickeln sich die Branderfleckschichten kontinuierlich aus den Losensteiner Schichten. Im Vraconien setzen klastische Schüttungen ein, die ausschließlich kalkalpine Komponenten führen. In der nördlichen Lechtaldecke und somit auch im Arbeitsgebiet greifen die Branderfleckschichten transgressiv von N nach S mit einer deutlichen Winkeldiskordanz über Trias, Jura und Unterkreide. Auch hier fehlen allothigene Bestandteile völlig. Anhand von Fossilien (Foraminiferen, Ammoniten) konnte der Zeitraum der Transgression auf oberstes Alb bis Untercenoman festgelegt werden (Gaupp 1982; Weidich 1982, 1984a; Immel 1987).

Gaupp (1982) unterteilt die Oberkreideablagerungen im Gebiet zwischen Ammer und Iller in vier lithologische Einheiten, die er den unteren bzw. oberen Branderfleckschichten zuordnet. Auch wenn andere Oberkreideprofile von dieser schematisierten Abfolge mehr oder weniger abweichen können, so sind doch allen Profilen bunte, pelitische Sedimente, turbiditische Sandsteine und gröberklastische Resedimente gemeinsam.

Die klastischen Oberkreideablagerungen wurden im Arbeitsgebiet und der näheren Umgebung schon des öfteren beschrieben (Abb. 2). Auf die Untersuchungen von Weidich (1984 a) wird im folgenden näher eingegangen.

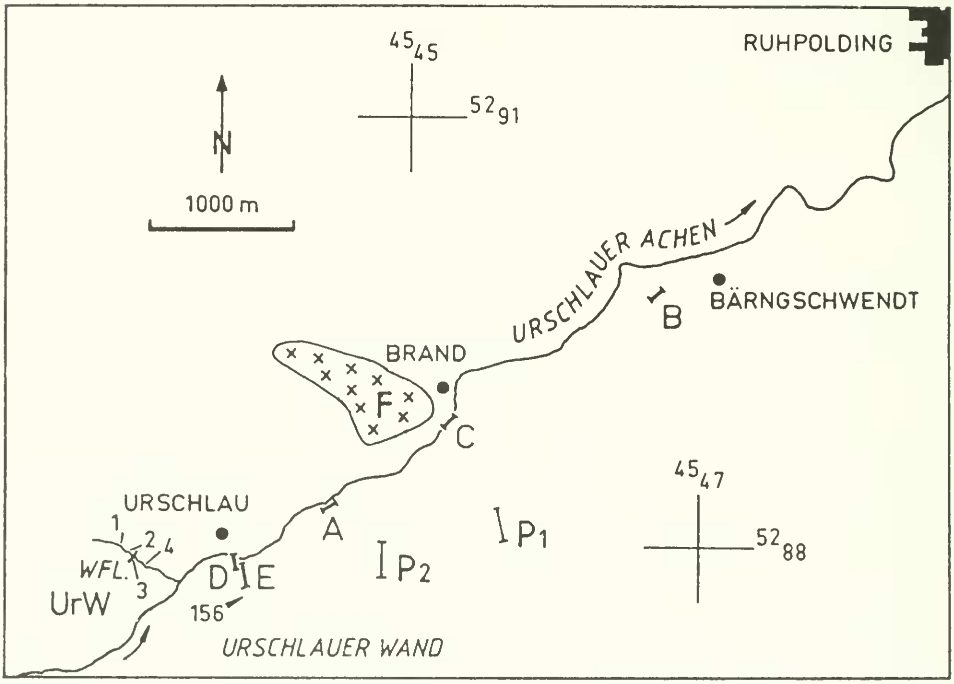


Abb. 2: Bearbeitungen der Branderfleckschichten im Gebiet Brand/Urschlau (erweitert nach Weidich 1984 a: Abb. 23)

A: Weidich (1984 a): Untercenoman (*brotzeni*-Zone)

B: Risch (1981): Unteres Mittelcenoman
Weidich (1984 a): Mittelcenoman (*reicheli*-Zone)

C: Zeil (1955): Unterturon
Weidich (1984 a): Obercenoman (*cushmani*-Zone)

D/E: Zeil (1955): Cenoman – Turon
Weidich (1984 a): Coniac – Santon

F: Schroeder (1981): Untercenoman

UrW: Zeil (1955): Cenoman – Turon
Weidich (1984 a): Unter-, Oberturon, Coniac

P 1/P 2: Geyer (1990): Cenoman – Coniac/Santon

××××: Bergsturz des Märchenwaldes

2.1 Gesteinsbeschreibung

Das „Cenomanmeer" der Mittelkreide transgrediert über ein vorgegebenes Relief, das aus unterschiedlichen Gesteinen der Trias bis Unterkreide aufgebaut ist. Je nach Unterlage bietet der basale Bereich der Branderfleckschichten ein unterschiedliches lithologisches Bild.

Am besten ist der Kontakt am Urschlauer Achenufer südwestlich Brand aufgeschlossen (Profil A; s. Abb. 2). Über steil nach S fallenden Allgäu-Schichten liegen deutlich diskordant

(flaches SE-Einfallen) polymikte Basalbrekzien und Konglomerate. Das Komponentenspektrum reicht von der Trias (Hauptdolomit) bis in den Oberjura (Calpionellenkalke). Auffallend ist eine 1 m mächtige Konglomeratbank, deren sehr gut gerundete Bestandteile einen Durchmesser bis zu 20 cm haben können. Lithologisch treten neben diesen Grobgesteinen auch konglomeratische Sandsteine und starksandige Mergel auf. Weidich (1984a: 66) konnte anhand einer schlecht erhaltenen Mikrofauna untercenomanes Alter bestimmen.

An der Linner-Mais-Alm treten die basalen Branderfleckschichten über Hauptdolomit auf. Die basale Serie besteht aus einer monomikten, dicht gepackten Brekzie, die als Komponenten ausschließlich Hauptdolomit mit Korngrößen von 1–5 cm enthält. Ein direkter Kontakt ist jedoch nicht aufgeschlossen. Aufgrund ihrer Ausbildung ist die in diesem Bereich monomikte Transgressionsbrekzie z. T. nur schwer von den Hauptdolomitbrekzien zu unterscheiden. Ansonsten sind die basalen Branderfleckschichten des Arbeitsgebietes immer polymikt ausgebildet.

Die Sandsteine und Feinbrekzien der basalen Branderfleckschichten sind dunkelgrau bis bräunlich und weisen oft rötlichbraune bis beige, herauswitternde Hornsteinsplitter auf. Diese stammen, wie auch Filament- und Calpionellenkalke, aus dem Malm. Weiteren Anteil an den meist kantengerundeten Komponenten nehmen Triasgesteine, Spiculite des Lias und Doggerspatkalke. Hagn & Schroeder (1981: 253) beschreiben Komponenten der Reichenhaller Schichten (Anis) und weisen auf die Nähe des Tirolikums hin. Die Fauna ist durch das häufige Auftreten von Orbitolinen gekennzeichnet. Trotz mehrerer Schliffe konnte jedoch keine sichere Bestimmung durchgeführt werden. Es sei deshalb auf Schroeder (1981: 392) verwiesen, der mit *Orbitolina (Mesorb.) aperta* (Erman) und *Orbitolina (Orb.) concava* (Lamarck) Untercenoman nachwies (Fundpunkt: Bergsturz Märchenwald). *Orbitolina (Mesorb.) aperta* kann in den Bergsturzblöcken des Märchenwaldes eine Größe bis zu 3 cm erreichen.

Durch das gehäufte Auftreten von Orbitolinen, aber auch bohrender Organismen, sind die basalen Transgressionsbildungen als Ablagerungen eines flachen Litoralbereiches anzusehen. Die Wassertiefe wird mit max. 50 m angegeben (Gaupp 1982; Weidich 1984a: 116).

An der Forststraße zur Stadelmahd treten mehrere, bis 6 m mächtige, chaotisch gelagerte Blockbrekzien über einer nur schlecht aufgeschlossenen Sandstein/Mergel-Wechselfolge auf. In einer roten, selten auch dunkelgrauen, sandigmergeligen Matrix kommen ungerundete bis kantengerundete Komponenten aus Hauptdolomit, Oberrhätkalk und Liasbasiskalk mit einer Größe von 3–60 cm vor. Die Matrix ist immer nur sehr gering ausgebildet, stellenweise fehlt sie ganz. Diese Blockbrekzien können aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung dem Blockbrekzien-Abschnitt III der unteren Branderfleckschichten (Gaupp 1982) zugeordnet werden.

Südlich Linner-Mais wurde im Hangschutt ein feinkörniger, laminierter, quarzführender Sandstein gefunden, der neben cm-großen Lithoklasten aus Hauptdolomit, Fleckenkalk und Hornsteinen auch ein 4 cm großes Geröll führt, das eine Flachwasserfazies anzeigt. Das Geröll ist ein biogenreicher Pack- bis Grainstone, in dem die sparitische Matrix gegenüber der mikritischen überwiegt. Neben häufigen Lenticulinen und Miliolinen treten im Dünnschliff auf:

Vidalina radoicicae Cherchi & Schroeder
Heterohelix sp.
Marinella lugeoni Pfender
Archaeolithothamnium sp.
Reste von Udotaceen (? *Boueina* sp.)
Lithoklasten, Grapestones, Aggregatkörner, Pyrit,
Chromspinell (in Matrix)

Vidalina radoicicae wird von Cherchi & Schroeder (1985) aus dem oberen Cenoman von Sardinien beschrieben.

Der Sandstein, mit einer Korngröße von 0,01–0,1 mm, zeigt sehr selten sandschalige Foraminiferen, die nicht weiter bestimmt werden konnten. An Komponenten tritt Quarz, Chert und Kalkdetritus auf.

Das Geröll stammt somit aus einer obercenomanen Flachwasserfazies, die heute nicht mehr anstehend gefunden wird, sondern nur als Geröll in den Branderfleckschichten vorkommt.

2.2 Profilbeschreibung

Über den relief- und untergrundabhängigen, basalen Serien gehen die Branderfleckschichten in zunehmend mergelige, flyschoide Sedimente über. Nördlich der Urschlauer Achen treten sie nur selten auf. Wahrscheinlich wurden sie dort aufgrund ihrer Weichheit erodiert oder sind von Hangschutt überdeckt. Lediglich westlich Urschlau ist eine stark gestörte Abfolge aufgeschlossen (UrW in Abb. 2). Dieses Profil wurde von Zeil (1955: 180) und Weidich (1984a: 70) untersucht.

Südlich der Urschlauer Achen sind die flyschoiden Wechselfolgen sehr mächtig entwickelt und in Bacheinschnitten gut aufgeschlossen. Die Schichten fallen mit 50°–70° nach SE ein. Einige dieser Profile wurden von Weidich (1984a: Profile A, C–E; Abb. 2) detailliert bearbeitet.

Es wurden ein Profil südlich Brand (P1: r 4545552, h 5288510) sowie ein Profil südlich Sulzen (P2: r 4544850, h 5288025) neu aufgenommen. Die beschriebenen Profile und sonstige Fundpunkte befinden sich auf der Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt 8241 Ruhpolding.

Wie schon erwähnt, transgredieren im Urschlauer Tal die Branderfleckschichten auf Fleckenkalke des Lias. Das Hangende der Profile bildet der Hauptdolomit der Unteren Urschlauer Wand. Der Kontakt ist jedoch nicht transgressiv, wie Weidich (1984a: 65) schreibt, sondern rein tektonischer Natur (Aufschiebung der Eisenbergschuppe).

2.2.1 Profil P1

Lokalität: Bachaufschluß südlich Brand; r 4545552, h 5288510

Südlich Brand stehen in einem Bacheinschnitt Ablagerungen der Branderfleckschichten mit einer Aufschlußmächtigkeit von 120 m an. Das Profil beginnt bei 810 m NN und endet mit der Aufschiebung der Eisenbergschuppe bei 910 m NN. Bis 840 m NN wurde der Bach bis Ende 1989 mit Staustufen verbaut, so daß der untere Bereich des Profiles heute nur noch stellenweise aufgeschlossen ist.

Das Profil beginnt mit 0,1–1 m mächtigen, leicht mergeligen, quarzführenden Sandsteinbänken. Darüber folgen schwarze bis dunkelgraue Mergel mit Mächtigkeiten bis 20 cm, die von Sandmergeln im cm-Bereich zwischengelagert werden. In den Mergeln treten Lithoklasten aus Sandsteinen, Fleckenkalken und Brekzien mit angerundeten, kalkalpinen Komponenten auf. Eine Schlämmprobe (S22) zeigt obercenomanes Alter (cushmani-Zone):

Textularia foeda Reuss
Tritaxis pyramidata Reuss
Quinqueloculina antiqua Franke
Rotalipora cf. *apenninica* (Renz)
Rotalipora cushmani (Morrow)
Whiteinella baltica Douglas & Rankin
Gavelinella cenomanica (Brotzen)

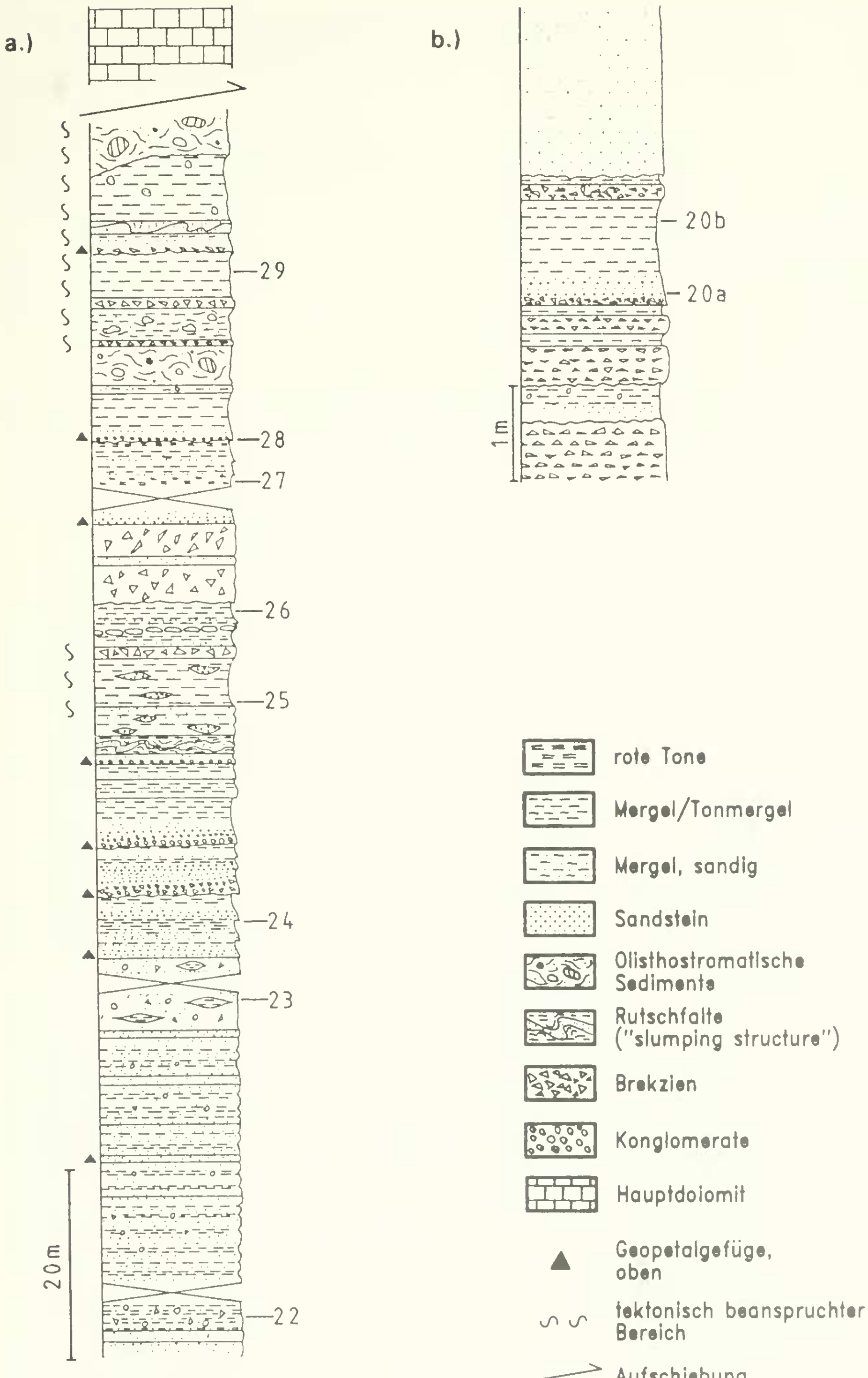


Abb. 3: a) Profil P1, südlich Brand; r 4545554, h 5288510
b) Profil südöstlich Sulzen; r 4545258, h 5288110

Diese Lithologie setzt sich nach einer 2-m-Aufschlußlücke 15 m fort, wobei die Mächtigkeit der meist fein laminierten Sandsteinbänke unregelmäßig bis zu 40 cm zunimmt. Darüber folgt ein sehr schlecht sortierter, schwarzer Mergelsandstein in dem einzelne, dünne Mergellinsen auftreten.

An Komponenten, die einen Durchmesser von 0,5–20 cm haben, treten Oberrhätkalk, gelber Radiolarit und Hauptdolomit auf. Diese Lithoklasten liegen chaotisch im Sandstein und zeigen keine Einregelung. Dieser Abschnitt ist insgesamt 7,5 m mächtig, wird jedoch von einer 2,5-m-Aufschlußlücke unterbrochen.

Die folgenden 20 Profilmeter nehmen flyschoide Ablagerungen ein. Fast alle Bänke zeigen eine gradierte Schichtung und gehen zum Hangenden in Sandmergel bzw. Mergel über. Das Liegende wird z. T. von Brekzien und Konglomeraten mit Komponenten bis 10 cm Durchmesser gebildet. Die darunter liegenden Mergel weisen dann stellenweise Belastungsmarken auf oder sind aufgearbeitet.

In der Mitte des Gesamtprofiles tritt eine 1 m mächtige, typische, sedimentäre Rutschfalte (slumping structure) auf. Zwei 10–20 cm mächtige Mergelsandsteine liegen wirr verfaltet in einer schwach sandigen Mergelbank. Die darüber folgenden dunklen Mergel bewirken einen Ausgleich des Reliefs, das bei der Verfaltung entstand.

Nach einer 3 m mächtigen Sandstein/Sandmergel/Mergel-Wechselfolge, in der vereinzelte Grobsandsteinlinsen auftreten, folgen 6 m grüne, leicht sandige Mergel. Auch diese plattig bis splittrig brechenden Mergel weisen stellenweise Grobsandsteinlinsen auf.

Dieser insgesamt 9 m mächtige Bereich über der Rutschfalte wurde tektonisch stark beansprucht, sichtbar an häufig auftretendem Kluftkalzit und kleinen Harnischflächen. Die darüber folgenden Brekzien mit kalkalpinen Komponenten bis 15 cm Durchmesser zeigen Mächtigkeiten bis 4 m. Zwischengelagert treten Wechsellagerungen von Sandsteinen, Sandmergeln und Mergeln auf.

Nach einer Aufschlußlücke treten erstmals 20 cm mächtige, rote Tone auf, die ein Plankton/Benthos-Verhältnis von 3:2 aufweisen. Weidich (1984 a: 72) gibt für das Erstauftreten dieser roten, hemipelagischen Tone Oberturon an. Für die roten Tone des Profiles E (Abb. 2) wies derselbe Autor höheres Santon (asymetrica-Zone) nach.

Nach einer weiteren, 5,5 m mächtigen Bank mit gradierter Schichtung folgt eine olisthostromatische Abfolge, die mit einer Mächtigkeit von 25 m bis an das Top des Profiles reicht. Die eigentlichen Olisthostrome bestehen aus schwarzen, grünen und roten Mergeln, in die kantengerundete bis gut gerundete, kalkalpine Blöcke mit einer Größe bis 2 m chaotisch eingelagert sind. Es konnten Hauptdolomit, Fleckenkalke, Oberjurakalke und laminierte Sandsteine beobachtet werden. Die gleichen Komponenten weisen auch die Brekzien und Rosinenmergel auf. 10 m unter dem Profilende tritt nochmals eine sedimentäre Rutschfalte aus leicht mergeligem Sandstein auf.

Auch wenn keine Störung genau lokalisiert werden konnte, so zeigen häufiger Kluftkalzit und Harnischflächen doch eine starke tektonische Beanspruchung. Ein gehäuftes Auftreten des Kluftkalzits beginnt an der ersten Olisthostrombank und verstärkt sich zunehmend bis zum Top des Profiles. Über dem letzten Olisthostrom setzt nach einer Störung Hauptdolomit ein (Aufschiebung der Eisenbergschuppe).

In einer Schlämmprobe aus grünen Mergeln 7 m unter dem Profilende (S29) tritt eine umgelagerte Foraminiferenfauna mit Turon- bis Coniac-Alter auf. Die jüngsten Foraministeren weisen auf oberes Coniac bzw. Santon hin:

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)
Marginotruncana paraconcavata Porthault
Dicarinella concavata (Brotzen)

Somit reicht das Gesamtprofil vom Obercenoman bis in das Coniac/? Santon. Nach einer vergleichsweise ruhigen Sedimentation im ersten Profildrittel zeigen die flyschoiden Ablagerungen mit gradierter Schichtung und die darüber folgenden olisthostromatischen „mass flows" eine Erhöhung des Energieniveaus und somit eine Versteilung des Reliefs zum Hangenden. Die Transportweite ist unterschiedlich ausgebildet. Während die selteneren Konglomerate auf einen weiteren Transport hinweisen, zeigen die Brekzien und vereinzelte eingeregelte, weiche Mergelfetzen in grobkörnigen Sandsteinen nur geringe Transportweite an.

Die große Mächtigkeit der Branderfleckschichten in diesem Profil beruht vermutlich auf einer tektonischen Verdoppelung, die auch durch die zwei oben beschriebenen Störungszonen dokumentiert wird.

2.2.2 Profil P2

Lokalität: Bachaufschluß südlich Sulzen; r 4544850, h 5288025

Das Profil beginnt im Bach auf 810 m NN und reicht bis zur Aufschiebung der Eisenbergschuppe auf 870 m NN. Die Profilmächtigkeit beträgt ca. 70 m, ist jedoch wegen vieler Aufschlußlücken und Störungen nur schwer abzuschätzen.

Im Gegensatz zu Profil P1 zeigt Profil P2 eine sehr eintönige Lithologie. Den Hauptbestandteil der Abfolge bilden rötliche bis dunkelgraue, quarzführende Sandsteine, deren Mächtigkeiten zwischen 1 cm und 3 m schwanken. Diese Sandsteinbänke sind von bunten Sandmergeln und Mergeln zwischengelagert, deren Bankmächtigkeiten 1 m nicht überschreiten und sich meist zwischen 1 und 10 cm bewegen.

Lediglich auf 815 m NN und 820 m NN wurden Bänke mit gradierter Schichtung gefunden. Die basalen Bereiche dieser Bänke weisen dabei eckige, kalkalpine Komponenten mit einem Korndurchmesser bis zu 2 cm auf. Die Komponenten liegen in einer geringen, schwach sandigen Matrix. 2 m unter dem Top des Profiles tritt noch eine 1,5 m mächtige Konglomeratbank auf, deren Komponentendurchmesser bis 5 cm reichen. Erwähnenswert ist ein 1 m großer, nicht anstehender Sandsteinblock auf 860 m NN, der eine 6 cm mächtige Schicht mit herausgewitterten Gastropoden der Gattung *Trochacteon* führt.

Mehrere Schlämmproben aus diesem Profil zeigten lediglich eine stark zerstörte, nicht näher zu bestimmende Foraminiferenfauna. Zum Teil waren die Proben ganz leer. Aus diesem Grund kann eine stratigraphische Einordnung nicht durchgeführt werden. Wegen des fast vollständigen Fehlens von geopetalen Gefügen, sie konnten nur im untersten Bereich des Profiles beobachtet werden, können auch die Lagerungsverhältnisse nicht geklärt werden.

2.2.3 Weitere Fundpunkte

Südöstlich Sulzen (870 m NN; r 4545258, h 5288110) wurde ein weiteres Profil einer flyschoiden Abfolge der Branderfleckschichten aufgenommen (Abb. 3). Die insgesamt 5 m mächtige Abfolge zeigt gut größensortierte Brekzien mit Komponenten aus Hauptdolomit, Oberrhätkalk, Oberjurakalk und Quarz. An Biogenen treten vereinzelte Echinodermen-Bruchstücke auf. Die Komponenten mit einer max. Größe von 2 cm sind eckig bis kantengerundet und z. T. eingeregelt. Diese Brekzien weisen eine sandige Matrix auf. Zwischen den Brekzienbänken treten, neben 20 cm mächtigen Mergeln, zwei Bänke mit Geopetalgefüge und Schrägschichtung auf.

Eine Mergelprobe aus diesem Profil (S20 b) zeigte eine schlecht erhaltene, nicht bestimmbare Mikrofauna.

Am Hang südöstlich Sulzen sind durch eine neu angelegte Forststraße kleinere Aufschlüsse der Branderfleckschichten angeschnitten worden. Sie bestehen aus monotonen Sandstein/

Sandmergel- bzw. Mergelwechsellagerungen ohne olisthostromatische Einschaltungen. Nur selten sind gradierte Schichtung oder geopetale Gefüge zu erkennen. Lediglich Fließmarken treten öfters auf. Diese Aufschlüsse sind aufgrund ihrer Lithologie mit dem Profil P2 vergleichbar.

3. Paläobathymetrische Untersuchungen mit Dreiecksdiagrammen

Foraminiferen in ihrer Diversität und Densität werden oft herangezogen, wenn man die Paläobathymetrie und Paläkologie eines Ablagerungsraumes untersuchen will. Eine Auflistung der dazu veröffentlichten Arbeiten gibt Weidich (1984a: 115ff).

Von Stehli (1966) und Murray (1973, 1976) wurden dazu verschiedene Ansätze geliefert. Beiden Modellen ist die Gliederung der Foraminiferen-Fauna in je drei Gruppen gemeinsam, wobei jeder der Autoren verschiedene Gliederungsansätze gebraucht. Die prozentualen Verteilungen für die verschiedenen Sedimentationsräume wurden jeweils in Dreiecksdiagramme eingetragen.

Im folgenden werden beide Modelle vorgestellt und es wird versucht, mit Hilfe der Diagramme von Stehli und Murray eine Aussage über die Tiefe des Ablagerungsraumes der oberkretazischen Branderfleckschichten zu treffen.

Dazu wurden 32 Sandmergel- und Mergelproben mit Wasserstoffperoxyd geschlämmt und unter Berücksichtigung der je drei zu bearbeitenden Gruppen ausgezählt. Dabei wurde darauf geachtet, daß eine statistisch ausreichende Zahl an Foraminiferen ausgezählt wurde, was wegen des z. T. sehr schlechten Erhaltungszustandes nicht immer möglich war (je nach Probenqualität mind. 95 Individuen). 6 Proben waren fossilleer.

Weiterhin wurden noch 4 Proben mit Salzsäure aufbereitet, waren aber, bis auf Schwammnadeln, fossilfrei.

3.1 Dreiecksdarstellung nach Stehli (1966)

Stehli unterteilt das Dreiecksdiagramm in folgende 100%-Eckpunkte:

C: Kalkschaliges Benthos

A: Sandschaliges Benthos

P: Planktonische Foraminiferen

In dieses Diagramm trug Stehli Daten von Bandy (1956) ein und mittelte so eine Verhältniskurve mit nur geringer Abweichung, die vom Flachwasser bis ca. 200 m Wassertiefe reicht (Abb. 4). Da diese Darstellung in den 20 Jahren danach keine Anwendung fand, ist die Variationsbreite der Kurve nur schwer abzuschätzen.

Erst Weidich (1984a) nahm sich diesem Modell erneut an und trug seine Ergebnisse der Foraminiferen-Gesamtfauna der kalkalpinen Oberkreide in das Diagramm ein. Nach den Foraminiferen-Verhältnissen der von ihm untersuchten Proben und theoretischen Überlegungen erweiterte er das Modell in einer Arbeitshypothese unter Hinzunahme des Lagunen- und Tiefseebereiches, wobei der Bereich der Tiefsee nochmals dreigeteilt wird.

Die Proben der Oberkreide-Profile wurden in das Stehli-Diagramm eingetragen und mit den von Stehli und Weidich interpolierten Kurven verglichen (Abb. 5). Es ergibt sich eine Punktwolke, die mit einer Ausnahme (S25) in guter Annäherung um die Stehli'sche Kurve streut. Die Punktverteilung reicht dabei vom inneren bis zum äußeren Schelf. Zwei Proben (S29; S35), die aus dem Coniac/?Santon stammen, liegen im Übergangsbereich vom äußeren

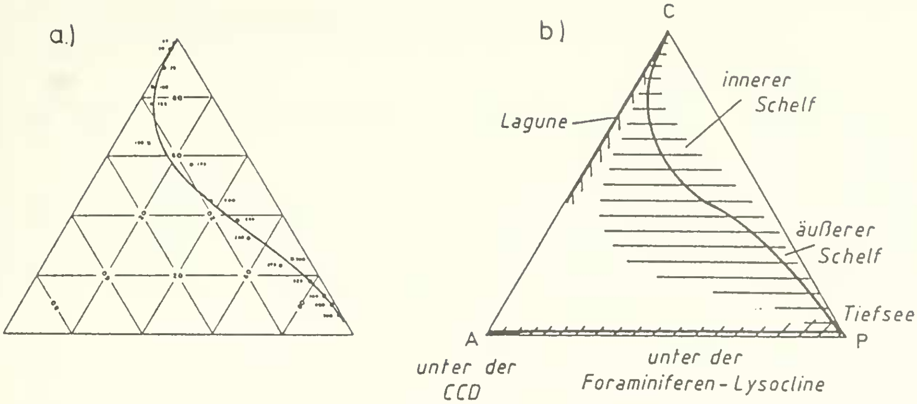


Abb. 4: a) Dreiecksdiagramm nach STEHLI (Daten aus BANDY 1956; Tiefen in Fuß) (aus STEHLI 1966: Abb. 2)
b) Erweiterung des STEHLI'schen Diagrammes nach WEIDICH (aus WEIDICH 1984a: Abb. 42)

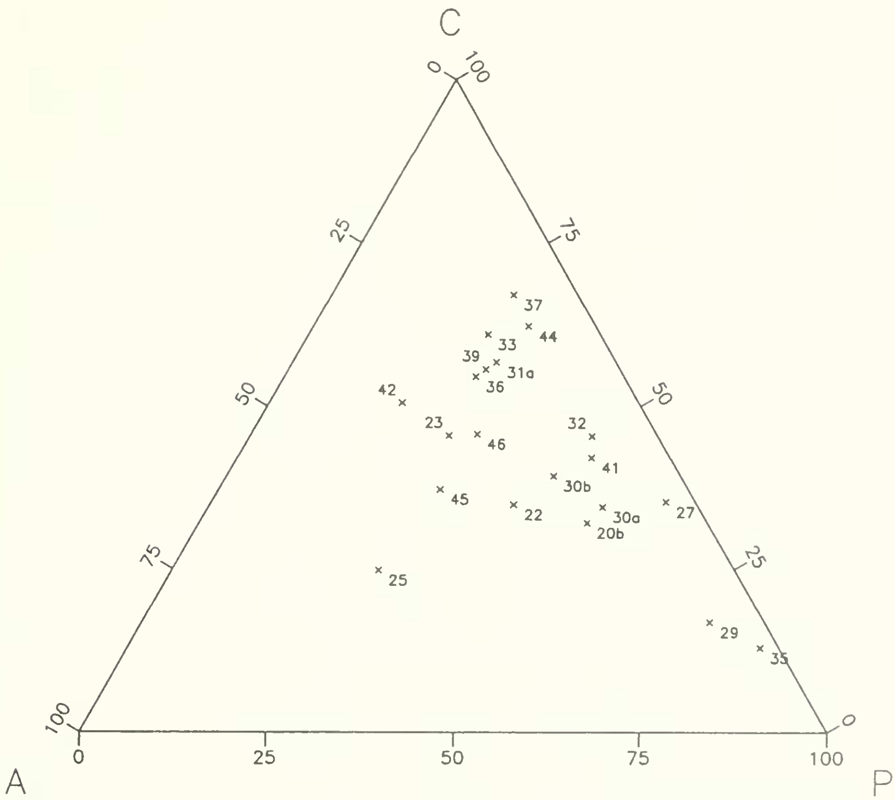


Abb. 5: STEHLI-Diagramm mit den Probenpunkten der Branderfleckschichten aus dem Arbeitsgebiet

Schelf zur Tiefsee. In Probe S29 treten auch angelöste oder zerbrochene Epistominen auf, die nach HENSOLDT (1938) tiefes Wasser bevorzugen. Das Plankton/Gesamtbenthos-Verhältnis schwankt zwischen 1:4 und 5:1.

Es fällt auf, daß innerhalb des Profiles P1 (S22–S29) kein Trend eines Sinkens oder Hebens des Meeresbodens zu erkennen ist. Die Punkte streuen vielmehr ohne erkennbares System zwischen dem inneren und äußeren Schelf.

Somit kann die Tiefe des Ablagerungsraumes der obercenomanen bis santonen Branderfleckschichten nach der Kurve von STEHLI auf ca. 50–150 m eingeschränkt werden. Probenpunkte der Tiefsee müßten sich nach WEIDICH (1984a: 127) nahe 100% P bzw. bei Unterschreitung der Foraminiferen-Lysocline oder der CCD bei 0% C in Richtung 100% A bewegen.

Eine genauere Interpretation ist wegen der großen Streubreite und des schlechten Erhaltungszustandes der Foraminiferen nicht möglich.

3.2 Dreiecksdarstellung nach MURRAY (1973, 1976)

Im Modell von MURRAY werden unter Vernachlässigung der Planktonten nur benthonische Foraminiferen berücksichtigt. Die 100%-Eckpunkte werden durch die drei Foraminiferen-Unterordnungen vertreten:

M: Miliolina
R: Rotaliina
T: Textulariina

MURRAY untersuchte eine Reihe von rezenten Proben aus verschiedenen Sedimentationsbereichen (Intertidal bis Schelf) und versuchte mit den „dead assemblages" eine „palökologische" Interpretation. Daraus interpolierte er Verteilungsfelder für Foraminiferen-Vergesellschaftungen von verschiedenen Ablagerungsräumen (Abb. 6). Aus der großen Überlappung der einzelnen Felder ist deutlich zu sehen, wie schwierig eine Interpretation von einzelnen Punktwolken in diesem Diagramm sein kann, wenn keine Individuen zur Verfügung stehen, die eine für sie typische, eingeschränkte Fazies anzeigen. Dieses Problem wird vor allem in den verschiedenen hypo-, hypersalinen und normalmarinen Lagunenbereichen deutlich, deren Foraminiferen-

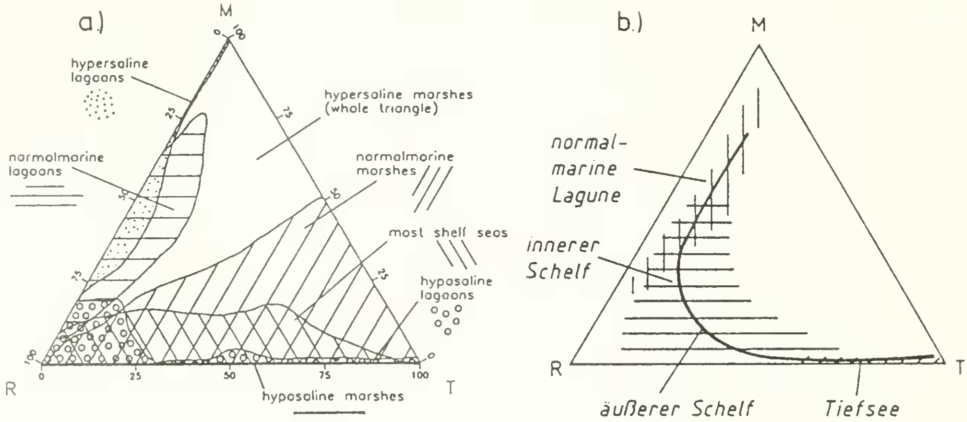


Abb. 6: a) Dreiecksdiagramm nach MURRAY (nach MURRAY 1973: Abb. 102)
b) Arbeitshypothese nach WEIDICH zum MURRAY'schen Dreiecksdiagramm (aus WEIDICH 1984a: Abb. 51)

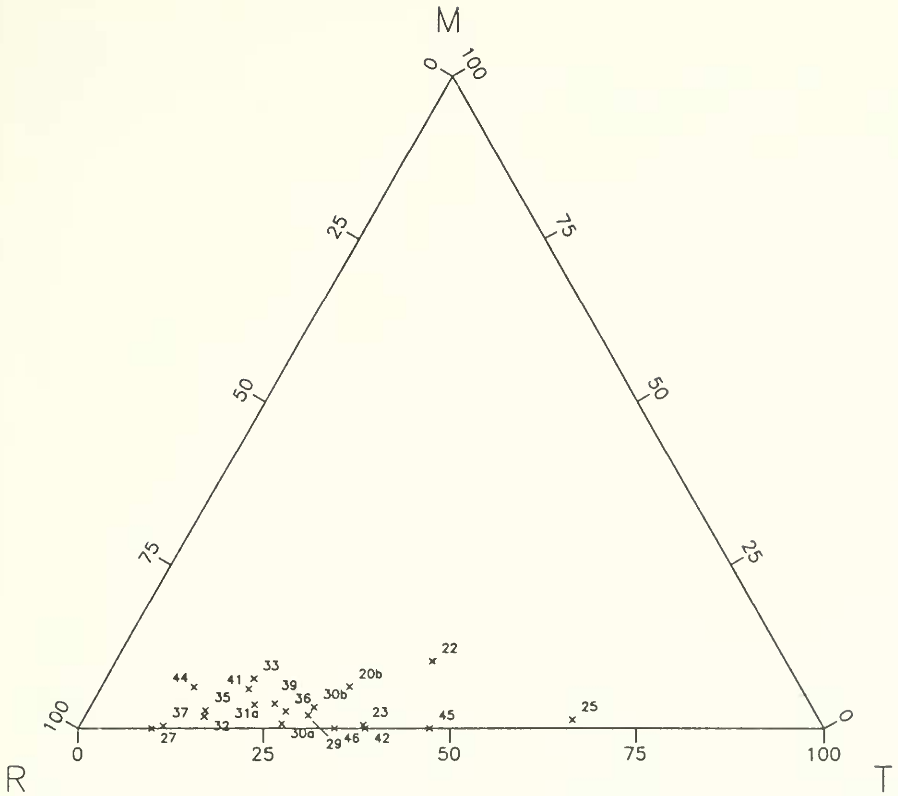


Abb. 7: Murray-Diagramm mit den Probenpunkten der Branderfleckschichten aus dem Arbeitsgebiet

Verhältnisse jede beliebige Lage im Diagramm einnehmen können. Weidich (1984 a: 131) beschränkt deshalb die Anwendbarkeit des Modells auf normalmarine Lagune, inneren und äußeren Schelf und auf die Tiefsee (Abb. 6).

Da in den bearbeiteten Profilen eine Lagunenfazies nicht auftritt, erscheint es sinnvoll, die Arbeitshypothese von Weidich als Ausgangspunkt einer paläobathymetrischen Interpretation zu verwenden.

Die Probenpunkte der Branderfleckschichten streuen mit einem Rotaliina/Textulariina-Verhältnis von 9:1 bis 1:2 und einem Miliolina-Anteil von 0–10% (Abb. 7). Sie bewegen sich damit nach der Weidich'schen Arbeitshypothese im Bereich des äußeren Schelfes. Im Gegensatz zum Stehli'schen Modell liegen die Punkte hier jedoch vollständig im Bereich des äußeren Schelfes während sie sich bei Stehli stärker zum inneren Schelf konzentrieren.

3.3 Mögliche Fehlerquellen

In der Literatur wurden außer bei Weidich (1984 a) keine Überarbeitung oder Anwendung dieser Modelle gefunden. Deshalb ist es sehr schwierig, die Variationsbreite der jeweiligen Verhältniskurven abzuschätzen.

Da die Modelle von MURRAY und STEHLI mit Proben rezenter Foraminiferen-Vergesellschaftungen aufgestellt wurden, muß man bei der Bearbeitung fossiler Vergesellschaftungen neben den postmortalen Lösungs- und Umlagerungsprozessen auch die Diagenese und Tektonik berücksichtigen. Je nach Stärke dieser nur schwer abschätzbaren Prozesse kann eine Interpretation der Paläobathymetrie mit Hilfe von Dreiecksdiagrammen fehlerhaft bis völlig unmöglich werden.

Als wichtigste Fehlerquellen bei einer Interpretation sind Transport, Vermischung von Faunenvergesellschaftungen und Zerstörung zu nennen.

Transport: Hier kommen Suspensionstransport und flyschoide Hangrutschungen in Frage.

Suspensionströme transportieren v. a. kleinere, dünnwandige Formen, also adulte Individuen kleinwüchsiger Gattungen und juvenile Exemplare von großen Gattungen. Die Größe und somit das Gewicht der transportierten Individuen ist von der Energie des Milieus abhängig. Das Ergebnis des Transportvorganges in Suspension ist eine Größensortierung und somit eine Veränderung der Diversität und Gattungsverhältnisse. Diese Veränderung tritt sowohl im ursprünglichen Sedimentationsraum als auch im Resediment auf. Eine Interpretation der Transportweite und -richtung ist nach MURRAY et al. (1982) meist nicht zu bestimmen.

Flyschoider Transport betrifft meist klastische Sedimente. Durch diese Transportart können die Foraminiferen größensortiert, abgeschliffen und unter energiereichen Bedingungen auch zerstört werden. In den verfrachteten Schichten treten keine im Ablagerungsraum des Resedimentes ursprünglich lebenden Vergesellschaften auf. Da diese Transportart immer hangabwärts verläuft, ist eine Ablagerung von reinen Flachwasserfaunen im Tiefwasser möglich.

Eine Vermischung wird hervorgerufen durch Transporteffekte wie oben beschrieben.

Ein weiterer Grund kann Bioturbation sein, die jedoch nur bei sehr geringer Sedimentationsrate oder schnellen Umweltveränderungen größere Bedeutung erlangt (MURRAY 1984: 466), da sie sich meist nur auf wenige mm bis cm vertikal im Sediment erstreckt. Beide Effekte treten in den untersuchten Profilen nicht auf und da auch sonst kein Hinweis auf Bioturbation gefunden wurde, kann sie bei dieser Untersuchung vernachlässigt werden. Auch eine mögliche Bioturbation des Sedimentes vor der Umlagerung spielt eine untergeordnete Rolle, da die dabei entstehenden Vermischungseffekte sehr stark durch die Transportvorgänge überprägt werden.

Zerstörung von Foraminiferengehäusen: Gehäuse von Foraminiferen können durch Transport (s. o.), zwischen dem Absterben und der Diagenese (postmortal), während der Diagenese sowie durch tektonische Prozesse (Druck, Scherkräfte) zerstört werden.

Ein zweiter wichtiger Faktor ist die chemische Auflösung der Gehäuse. Sie ist bei postmortalen Vorgängen von Wasserchemismus, Temperatur, Bathymetrie und der Sedimentationsrate abhängig.

Agglutinierte Gehäuse mit einem schwachen, organischem Zement können nach dem Absterben des Individuums nicht lange erhalten bleiben, da der organische Zement durch Oxidation zerstört wird. Dieser Prozeß tritt vor allem bei feinkörnigem Substrat auf, da die Gehäuse einer grobkörnigen Umgebung meist robuster sind.

Ist das Meerwasser über der Substratoberfläche oder im noch unverfestigten Sediment $CaCO_3$-untersättigt, tritt eine postmortale Lösung der kalkschaligen Gehäuse ein, wobei benthonische Foraminiferen lösungsresistenter wie Planktonten sind (CORLISS & HONJO 1981). Die Kalklösung findet vor allem in den tieferen Ozeanbecken statt, abhängig von der Lage der verschiedenen Karbonatlysoclinen, der biogenen Karbonatproduktion und anderen, chemischen und physikalischen Faktoren. Nach ALEXANDERSSON (1978) kann sie auch im Schelfbereich stattfinden.

Weitere Lösungsfaktoren können sein: Auflösung im Verdauungstrakt benthonischer Aas-

fresser (z. B. Scaphopoden, Gastropoden), endolithische Algen und starkes Glaukonitwachstum (MURRAY 1984: 467).

Während der Diagenese des Sedimentes und auch bei späteren tektonischen Vorgängen kann die Foraminiferenfauna nochmals verändert werden. Der Hauptfaktor in klastischen Sedimenten ist dabei die diagenetische Lösung der Kalkgehäuse durch Porenwässer. Das Ergebnis, das z. T. selektive Auflösen von Arten oder Gattungen, kann nicht von der postmortalen, prädiagenetischen Auflösung unterschieden werden (MURRAY 1984: 467). Bei nicht selektiver Lösung tritt zwar eine Verarmung der absoluten Individuenzahl auf, die Verhältnisse der einzelnen Gruppen bleiben jedoch ungefähr dieselben. Anders bei einer selektiven Lösung. Je nach Stärke der Lösungsprozesse kann eine gänzlich andere fossile Vergesellschaftung im Vergleich zur ursprünglichen Lebend-Vergesellschaftung resultieren. Dies gilt auch bei Lösungsprozessen, die durch eine tektonische Beanspruchung (Druck, Scherkräfte) verursacht werden.

Die beschriebenen Dreiecksdiagramme sollen eine rasche und übersichtliche Interpretation der Tiefe des Ablagerungsraumes ermöglichen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß jede Veränderung in der Ökologie des Lebensraumes der Foraminiferen (Salinität, Temperatur, Sauerstoffgehalt, Nahrungsangebot, Meeresströmungen, Substrat etc.) auch eine Veränderung der Verhältnisse der untersuchten Gruppen zueinander hervorruft. Die Auswirkungen von Salinität und verschiedenen Substraten auf die Zusammensetzung der Mikrofauna wird von TRONCHETTI (1984) diskutiert.

Diese Veränderungen können sich auf die Lage der Probenpunkte in den Dreiecksdarstellungen auswirken und somit zu einem scheinbar anderen Bild der Bathymetrie führen. Um diese Umweltveränderungen zu berücksichtigen, müßten neben der statistischen Bearbeitung der Mikrofaunen auch noch sedimentologische und geochemische Untersuchungen durchgeführt werden.

3.4 Interpretation

MURRAY (1984: 467f) gibt eine Zusammenfassung der zwei wichtigsten Effekte der postmortalen und diagenetischen Veränderungen, Lösung und Transport, einer Lebend-Vergesellschaftung in welcher die *Textulariina* eine kleinere Komponente bilden (Abb. 8), wobei er die Eignung der verschiedenen Felder für palökologische Analysen diskutiert.

Die Mergelsande und Sandsteine der untersuchten Profile bewegen sich in den Feldern III–IIIB und IV–IVB, während die reinen Mergel und Tone in die Felder IIA–IIB eingestuft werden können. Lediglich zwei Proben (S29, S35) können anhand des Erhaltungszustandes der Mikrofauna in Feld I eingestuft werden. Beide Proben liegen sowohl im Dreiecksdiagramm von STEHLI als auch im Modell von MURRAY im Bereich des äußeren Schelfes. Dies stimmt auch mit der Überlegung überein, daß die Lage gut erhaltener Proben in beiden Diagrammen zur gleichen Aussage in bezug auf die Bathymetrie führen muß. Je schlechter die Faunen erhalten sind, sei es durch postmortale, diagenetische oder tektonische Zerstörungsprozesse, desto größer kann die Diskrepanz zwischen den Punktlagen in den beiden Modellen sein. Somit ließe sich auch durch Vergleich der jeweiligen Punktwolken bei MURRAY und STEHLI rückfolgernd auf den Erhaltungszustand der Proben schließen.

Dieses Phänomen ist auch in den Dreiecksdiagrammen des Profiles Regau (WEIDICH 1984a: 126ff) zu erkennen. Die Punkte, die im STEHLI-Diagramm vom inneren bis zum äußeren Schelf streuen, liegen im MURRAY-Dreieck alle im Bereich des äußeren Schelfes.

Zwei Gründe können dafür verantwortlich sein:

1. Die Lage der Verteilungskurven, die mit Hilfe von rezenten Proben interpoliert wurden, treffen für fossile Vergesellschaftungen nicht zu. Um dies zu überprüfen, muß jedoch eine

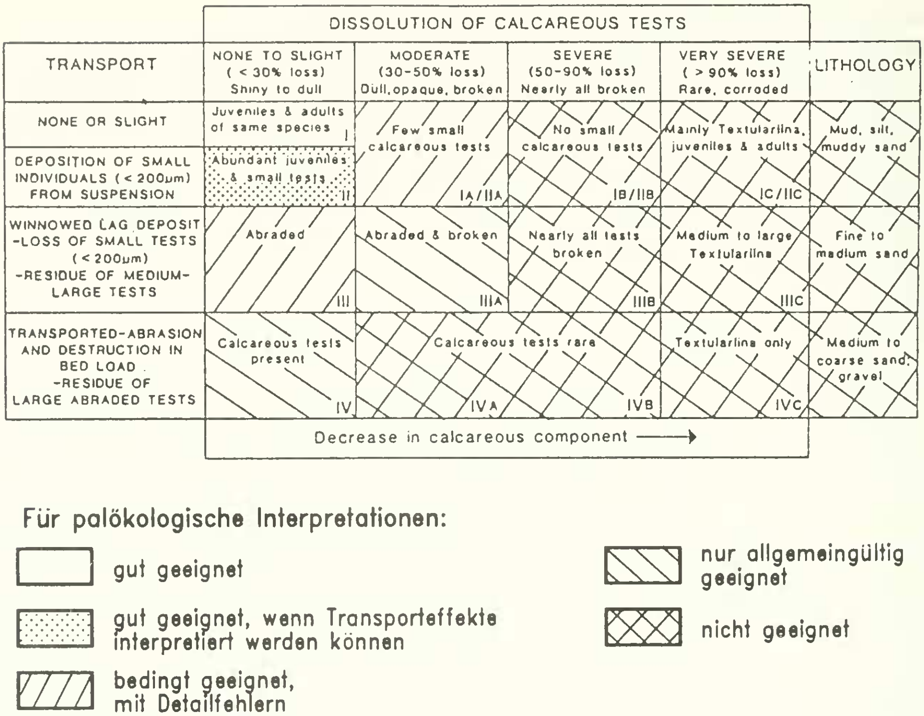


Abb. 8: Fossilvergesellschaftungen, die aus Lebendvergesellschaftungen durch postmortale und diagenetische Prozesse resultieren. In der Lebendvergesellschaftung spielen die Textulariina eine untergeordnete Rolle (modifiziert nach MURRAY 1984: Abb. 4)

sehr große Probenmenge mit unterschiedlichen Erhaltungszuständen bearbeitet werden. Bei den weiteren von WEIDICH (1984 a) untersuchten Profilen stimmt die Lage der Punktwolken jedoch in beiden Diagrammen relativ gut überein. Dies kann als Argument dafür genommen werden, daß die Lage der Verteilungskurven korrekt ist.

2. In den zwei Modellen werden für eine bathymetrische Interpretation verschiedene Foraminiferengruppen betrachtet. Da Kalkbenthonten lösungsresistenter als Planktonten sind, und die Planktonten nur im STEHLI-Diagramm berücksichtigt werden, ist bei einer postmortalen oder diagenetischen Kalklösung eine Verlagerung der Punktwolke im STEHLI-Dreieck zu erwarten. Geht man davon aus, daß die Proben S29 und S35 aufgrund ihres guten Erhaltungszustandes relativ korrekt die Ablagerungstiefe angeben, so kann für die restlichen, schlechter erhaltenen Proben eine postmortale bzw. diagenetische Kalklösung postuliert werden. Durch die bessere Löslichkeit der Planktonten verschiebt sich somit die Lage der Punktwolke im STEHLI'schen Diagramm in Richtung C, d. h. in das flachere Wasser.

3.5 Bewertung der Modelle

Eine Bewertung der Modelle von STEHLI und MURRAY ist anhand von Proben einer Lokalität nur eingeschränkt möglich, da die lokalen Diagenese- und Tektonikfaktoren mit berücksichtigt werden müssen.

Aus Erkenntnissen der Lithologie kann auf einen Ablagerungsraum des äußeren Schelfes geschlossen werden, was durch die Dreiecksdiagramme bestätigt wird. Durch die Diskrepanz zwischen dem STEHLI- und dem MURRAY-Diagramm (Innerer bzw. äußerer Schelf) wird aber deutlich, daß Lösungs- und Umlagerungsprozesse die Punktverteilung stark verändern können. Aus diesem Grund sollten bei statistischen Untersuchungen immer beide Diagramme zur Anwendung kommen. Außerdem ist zu beachten, daß nur Mikrofaunen mit sehr gutem Erhaltungszustand (Felder I und II in Abb. 8) ein korrektes Bild der Ablagerungstiefe liefern.

Vergleicht man diese Untersuchungen mit denen von WEIDICH (1984 a) so wird deutlich, daß die Diagramme für Foraminiferen-Vergesellschaftungen der Oberkreide z. T. gut anwendbar sind, die Interpretationsmöglichkeiten jedoch stark von lokalen Bedingungen abhängen.

Zusammenfassend kann gezeigt werden, daß beide Dreiecksdarstellungen trotz des z. T. schlechten Erhaltungszustandes der Mikrofaunen ein Bild der Paläobathymetrie liefern, das mit den Erkenntnissen der Lithologie und den Untersuchungen früherer Bearbeiter (GAUPP 1982; WEIDICH 1984 a) übereinstimmt. Eine zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraumes vom Cenoman bis in das Santon, wie sie aus den sedimentologischen Arbeiten von GAUPP und WEIDICH hervorgeht, kann mit den Dreiecksdarstellungen jedoch nur mit Einschränkungen vollzogen werden. Dies liegt zum einen an der nicht möglichen, zeitlichen Einstufung vieler Proben, zum anderen an der Probenmenge, die für solch eine Untersuchung weitaus größer sein müßte.

4. Paläogeographie der Oberkreide

Die nordvergenten Sattel/Muldenstrukturen der Trias-, Jura- und Unterkreideschichten wurden zwischen dem Mittelalb und der Alb/Cenomangrenze angelegt (Austrische Phase). Dabei wurde der Stirnbereich der Lechtaldecke über den Meeresspiegel gehoben (Emersion) (LEISS 1988), wodurch die bis dahin abgelagerten mesozoischen Schichten z. T. bis auf den Hauptdolomit abgetragen wurden. Dieser Emersion folgte ab dem Vraconien eine Subsidenz, die wahrscheinlich durch einen isostatischen Ausgleich bedingt wurde (GAUPP 1982).

Die Mittelkreidetransgression, die zur Ablagerung der Branderfleckschichten führte, erreichte den Nordrand der Lechtaldecke im obersten Alb/Untercenoman und schritt langsam nach S fort. Im Mittelcenoman erreichte sie die Südmulde des Synklinoriums (Roßstein-Almen; WEIDICH 1984 b: 536).

Nach der Transgression erfuhr der Sedimentationsraum der Branderfleckschichten eine zunehmende Subsidenz und erreichte ab dem Oberturon/Unterconiac bathyale bis abyssale Verhältnisse unter der Foraminiferen-Lysocline bzw. CCD (Dreiecksdiagramme bei WEIDICH 1984 a). Diese Entwicklung ist im Arbeitsgebiet sowohl bio- und lithofaziell, als auch (mit Einschränkungen) anhand der beschriebenen Dreiecksdiagrammen nachvollziehbar. Nach den flachmarinen, litoralen Transgressionsbildungen im Untercenoman gehen die Branderfleckschichten in flyschoide Sandstein/Mergel-Wechselfolgen über. Der Anteil der planktonischen Foraminiferen an der Mikrofauna nimmt im Großen und Ganzen ständig zu. Die Foraminiferenvergesellschaftungen zeigen dabei eine Verbindung zum offenen Meer der Tethys (HERM 1979: 97). Die lithologische Ähnlichkeit der Oberen Branderfleckschichten ab dem mittleren Turon auf weit entfernten Bereichen der Lechtaldecke führt zur Annahme, daß die postturonen Ablagerungen in einem größeren, zusammenhängenden Sedimentationsraum entstanden (GAUPP 1982: 65).

Eine Versteilung des Reliefs (Auswirkung der mediterranen Phase?) wird ab dem unteren Coniac in Profil P1 und E dokumentiert (WEIDICH 1984 a: 68; 1984 b: Profil Regau). Die ab die-

sem Zeitpunkt auftretenden Olisthostrome führen neben älteren mesozoischen Gesteinen auch Sand-, Mergel- und Kalksteine der oberen Kreide. Einige dieser Olistholithe entstammen einer Flachwasserfazies des Obercenomans bis Coniac, wie auch das obercenomane Geröll, das in Kap. 2 beschrieben wird. Die Flachwassergerölle wurden von einer dem Sedimentationsraum der Branderfleckschichten südlich vorgelagerten Schwelle geliefert. Diese Oberaudorfer Schwelle, die für den Zeitbereich Cenoman bis Santon als gesichert gilt (Weidich 1984b: 538), trennte ab dem unteren Coniac die Branderfleckschichten von den Gosau-Sedimenten, die südlich dieser Schwelle abgelagert wurden. Die inneralpine Inselschwelle mit Auftauchbereichen ist heute nur noch in Geröllen und Olistholithen überliefert. Als Lage der Oberaudorfer Schwelle wird von Weidich (1984b: 538) die tektonische Hochzone des Wamberger Sattels angegeben.

Das Oberostalpin, Unterostalpin und der südlichste Bereich des Penninischen Ozeans gehören einem kontinentalen forarc-Bereich an, der zwischen dem Südpenninikum im N und dem zentralalpinen magmatischen Bogen im S liegt. Dieser forarc-Bereich reagiert auf die Subduktion des Penninikums und der damit verbundenen Einengung mit Faltung und Deckenbildung. Die Ablagerungsräume der Branderfleckschichten und der Gosau stehen als „kompressive Tröge mit synorogener Sedimentation" (Leiss 1988: 78) in direktem Zusammenhang mit der strukturellen Anlage von Decken. Die Oberaudorfer Schwelle kann dem zugehörigen Antiklinorium zugeordnet werden, das flachmarine Sedimente als Gerölle und Olistolithe nach N und S liefert.

Schriftenverzeichnis

Alexandersson, E. T. (1978): Destructive diagenesis of carbonate sediments in the eastern Skagerrak, North Sea. – Geology, **6**: 324–327; Boulder.

Bandy, O. L. (1956): Ecology of foraminifera in northeastern gulf of Mexico. – Geol. Surv. Prof. Pap., **274-G**: 179–204; Menasha.

Cherchi, A. & Schroeder, R. (1985): *Vidalina radoicicae* n. sp. and *Pseudorhapydionina* (?) *anglonensis* n. sp. (Foram.) from the Upper Cenomanian of Anglona region (NW Sardinia). – Boll. Soc. Paleont. Ital., **24**: 185–188; Modena.

Corliss, B. H. & Honjo, S. (1981): Dissolution of deep-sea benthonic foraminifera. – Micropaleontology, **27**: 356–378; New York.

Gaupp, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – 282 S., Diss. TU München.

Gaupp, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**: 33–72; München.

Geyer, F. (1990): Die Geologie des Gebietes Brand/Urschlau in den Chiemgauer Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Branderfleckschichten (Oberkreide). – Unveröff. Diplomarb. Univ. München, 90 S., 56 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; München.

Hagn, H. & Schroeder, R. (1981): Haltepunkt F8: Märchenwald. – In Hagn, H. (1981): Die Bayerischen Kalkalpen in mikropaläontologischer Sicht. – Geol. Bavarica, **82**: 253–254; München.

Hensoldt, E. E. (1938): Die Faziesänderungen in den foraminiferenhaltigen Ablagerungen der Oberen Kreide von Ostpreußen. – Zbl. Min. Geol. Paläont., B **1938**: 353–369; Stuttgart.

Herm, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**: 85–106, 2 Abb.; Stuttgart.

Immel, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. – Zitteliana, **15**: 3–163; München.

Kollmann, H. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1968**: 126–137; Wien.

Leiss, O. (1988): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac-Santon). – Doc. Nat., **43**: 95 S.; München.

MURRAY, J. W. (1973): Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. – 274 S., 103 Abb.; London (Heinemann).

MURRAY, J. W. (1976): Comparative Studies of Living and Dead Benthic Foraminiferal Distributions. – In: HEDLEY, R. A. & ADAMS, C. G.: Foraminifera, **2:** 45–109, 28 Abb., 4 Tab.; London (Academic Press).

MURRAY, J. W. (1984): Benthic foraminifera: Some relationships between ecological observations and palaeoecological interpretations. – Benthos 83; 2nd Int. Symp. Benthic Foram., Pau 1983: 465–469, 4 Abb., 2 Tab.; Pau u. Bordeaux.

MURRAY, J. W., STURROCK, S. & WESTON, J. F. (1982): Suspended load transport of foraminiferal tests in a tide- and wave-swept sea. – Journ. Foram. Research, **12:** 51–65; Washington.

RISCH, H. (1981): Exkursion F; Haltepunkt F6: Bärngschwendt, Haltepunkt F7: Nordwestlich Brand. – In HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Kalkalpen in mikropaläontologischer Sicht. – Geol. Bavarica, **82:** 249–252, 1 Abb.; München.

SCHROEDER, R. (1981): Mikrofossilien aus dem Schrattenkalk (Oberes Barrême) westlich des Tegernsees und aus dem Untercenoman südwestlich von Ruhpolding (Oberbayern). – Geol. Bavarica. **82:** 389–398, 2 Taf.; München.

STEHLI, F. G. (1966): Some applications of foraminiferal ecology. – Proc. 2nd West African Micropaleont. Coll., Ibadan 1965: 223–240, 14 Abb.; Leiden (Brill).

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S.; Wien (Deuticke).

TRONCHETTI, G. (1984): Influence du substrat et de la salinité dans la répartition des foraminifères benthiques: Exemple du Crétacé moyen et supérieur de Provence (SE France). – Benthos 83; 2nd Int. Symp. Benthic Foram., Pau 1983: 567–571, 3 Abb., 3 Tab.; Pau u. Bordeaux.

WEIDICH, K. F. (1982): Über die mittlere Kreide der Bayerischen Kalkalpen (Ohlstadt, Obb.). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **162:** 337–387, 3 Abb.; Stuttgart.

WEIDICH, K. F. (1984a): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Bayer. Akademie d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Abh. Neue Folge **162:** 151 S., 51 Abb., 21 Taf.; München.

WEIDICH, K. F. (1984b): Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rdsch., 73: 517–566, 11 Abb.; Stuttgart.

ZEIL, W. (1955): Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101:** 141–226, 13 Abb., 1 Tab., 9 Taf., 4 Beil.; Stuttgart.